

ÜBER DIE BESTIMMENDEN FAKTOREN DER TEMPERATUR- EXTREMWERTE

F. RÁKÓCZI

Meteorologisches Institut der Eötvös-Universität,
Budapest.

(Eingegangen : 27. Juli 1959)

ZUSAMMENFASSUNG

Der Verfasser untersucht die Zusammenhänge zwischen den Extremwerten der Temperatur, dem relativen Geopotential und der Strahlungsmenge. Er stellt fest, dass in der Gestaltung der extremen Temperaturwerte das relative Geopotential eine viel wichtigere Rolle spielt als die Strahlungsmenge. Der abgeleitete Zusammenhang (1b) gibt unter gewissen Beschränkungen die Möglichkeit einer Prognose der Extremwerte.

Die Untersuchung der Faktoren, die die Extremwerte der Temperatur ausgestalten, ist sowohl in synoptischer als auch in klimatologischer Hinsicht wichtig. Landwirtschaft, Medizin, Verkehr, Industrie treten immer öfter mit dem Anspruch auf, dass der Meteorologe die wahrscheinlichsten Extremwerte der Temperatur prognostizieren soll.

Die Frage wird durch die vielen Faktoren, die in der Gestaltung der extremen Temperaturwerte eine Rolle spielen kompliziert. Viele Forscher strebten die Lösung dieses Problems auf theoretischem Wege oder mittels empirischer Formeln an. Wenn wir alle Faktoren in Betracht ziehen, führt die Lösung auf theoretischem Wege zu sehr komplizierten, praktisch nicht immer anwendbaren Formeln. Deshalb sind die Verfasser benötigt, auch bei theoretischen Lösungen gewisse Faktoren herauszuheben und andere zu vernachlässigen (2, 7).

Die empirischen Formeln streben daher — in Anbetracht der genannten Schwierigkeiten — eine annähernde Lösung aus den Erfahrungen abzuleiten. Selbstredend sind die empirischen Formeln nur für die Stelle und für die Umstände gültig, für die sie aufgestellt worden sind.

Wir wollen im gegenwärtigen Aufsatz zwei wichtige Faktoren ins Auge fassen, die bei der Gestaltung der Höchst- und Mindestwerte der Temperatur mitwirken.

Wie bekannt, hängt die Entwicklung von extremen Temperaturwerten ab:

- a) vom Wärmegehalt der Atmosphäre,
- b) von der strahlenden Energie,
- c) von der Dichte der Bewölkung,
- d) von der Verdampfung und latenten Wärme,
- e) von der Albedo der Oberfläche.

Unter den aufgezählten fünf Faktoren werden wir in unseren Untersuchungen den ersten dreien Augenmerk widmen. Von der Analyse der laten-

ten Wärme und der Verdampfung werden wir absehen, da diese die Erreichung unseres Zieles allzu sehr komplizieren würden.

Wir werden die Bewölkung insofern in Acht nehmen als es sich auf die effektive Ausstrahlung auswirkt, und wir werden unsere Formeln über die Temperaturmaxima für drei verschiedene Grade der Bewölkung ableiten. Im Falle eines Temperaturhöchstwertes gehören in die erste Klasse die Fälle, wo die Bewölkung kleiner ist als 3,5 Zehntel, in die zweite Klasse fallen diejenigen Fälle mit einer Bewölkung zwischen 3,5 und 6,5, während die dritte Klasse die Fälle mit einer Bewölkung über 6,5 Zehntel enthält. Im folgenden werden wir alle Mengen, die sich auf die Klasse I beziehen, mit einem Index I und die auf die beiden anderen Klassen bezogenen mit entsprechenden Indizes II und III versehen. Weiterhin bezeichnen wir die auf die Temperaturmaxima bezogenen Werte mit einem Exponenten M, die auf die Minima bezogene mit einem Exponenten m. Was die Terminologie betrifft, werden wir die Klasse I als klar, die Klasse II als wolkig, die Klasse III als bewölkt bezeichnen. Unsere Untersuchungen umfassen das Material aus den Jahren 1954–56. Da wir von der Verdampfung und der latenten Wärme abzusehen wünschen, haben wir die Tage mit Niederschlägen am Vormittag ausser Acht gelassen, und gleichfalls auch jene, die durch grössere Niederschläge am Nachmittag des vorigen Tages gekennzeichnet sind. In den genannten Jahren haben, je nach Monaten die in Tabelle I angegebene Zahlen von Tagen unseren Anforderungen entsprochen:

Tabelle I

Die Verteilung auf Klassen und Monate der bearbeiteten Tage

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Jahr
Klasse I.	6	6	8	11	15	9	14	34	35	18	5	5	166
Klasse II.	13	13	15	20	25	26	25	19	30	15	12	13	226
Klasse III.	35	38	64	49	45	47	45	25	19	48	46	61	522
Σ	54	57	87	80	85	82	84	78	84	81	63	79	914
m	79	77	83	75	82	72	77	77	82	79	53	79	915

Wie bekannt, gibt es lineare Zusammenhänge zwischen den Temperaturhöchstwerten und dem relativen Geopotential von 500/1000 mb einerseits, und den Temperaturkleinstwerten und dem relativen Geopotential von 850/1000 mb andererseits (1, 5, 9).

Im folgenden werden wir die relative Geopotentiale von 500/1000 bzw. 850/1000 mb als den integrierten Wärmegehalt der Luftsäulen zwischen den Schichten von 500 und 1000, bzw. 850 und 1000 mb auffassen.

Der andere bestimmende Faktor der extremen Temperaturwerte ist die im Laufe der Entwicklung des Temperaturhochs einfallende Strahlungsmenge bzw. die effektive Ausstrahlung im Laufe der Nacht. Zur Klärung der Frage, für welche Periode die Summierung der gemessenen Globalstrahlung, vom Sonnenaufgang an gerechnet, vorgenommen werden soll, haben wir die relative Häufigkeit der Aufbauungsdauer der Temperaturmaxima untersucht. Im Laufe der Bearbeitung der Häufigkeiten ist uns der Gedanke gekommen, die Häufigkeitsverteilung für die sommerliche und winterliche Jahreshälfte getrennt zu untersuchen.

Die getrennten Häufigkeitsverteilungen sind in Abb. 1. illustriert.

Der gemeinsame Zug der Kurven ist, dass in der winterlichen Jahreshälfte die grösseren Häufigkeitswerte um 14 Uhr auftreten, während im sommerlichen Halbjahr ausser 14 Uhr auch die Zeit von 15 Uhr ziemlich hohe Häufigkeiten aufweist. Wir haben bezweckt, die Strahlungsmenge anzuwenden, die für die Mehrzahl der Fälle charakteristisch ist, darum haben wir im Sommer bis 16 Uhr, im Winter bis 15 Uhr die Menge der einfallenden Globalstrahlung summiert. Wir haben die effektive Ausstrahlung aus der abendlichen Temperatur, Feuchtigkeit und Bewölkung berechnet, und zwar in $\text{cal/cm}^2 \text{ min}$ und den derart erhaltenen Wert mit der Länge der Nacht multipliziert.

Wir schreiben den Zusammenhang der wahrscheinlichen Werte von Strahlungsmenge, Temperaturextremum und relativem Geopotential (6) in folgender Form auf:

$$Y = a + b_1 X_1 + b_2 X_2, \quad (1a)$$

wo Y das Temperaturextremum, X_1 die in der Morgendämmerung (500/1000 mb) bzw. am vorigen Nachmittag (850/1000 mb) bestimmten Geopotentialunterschiede, X_2 die Menge der einfallenden Strahlung bedeutet und a , b_1 , b_2 empirisch zu bestimmende Konstanten darstellen.

Zur Berechnung der Konstanten b_1 und b_2 stehen uns folgende Gleichungen zur Verfügung:

$$\begin{aligned} [x_1 x_1] \cdot b_1 + [x_1 x_2] \cdot b_2 &= [x_1 y] \\ [x_2 x_1] \cdot b_1 + [x_2 x_2] \cdot b_2 &= [x_2 y] \end{aligned} \quad (2)$$

wo $[]$ das Gauss'sche Summierungszeichen und x_1 , x_2 , y die Abweichungen der entsprechenden Werte vom Mittelwert bedeuten. Nach dem Eliminationsverfahren von Gauss erhalten wir

$$b_2 = \frac{[x_2 y \cdot 1]}{[x_2 x_2 \cdot 1]} \quad \text{und} \quad b_1 = \frac{[x_1 y]}{[x_1 x_1]} - \frac{[x_1 x_2]}{[x_1 x_1]} b_2. \quad (3)$$

Folglich müssen zur Bestimmung von b_1 und b_2 die folgenden Operationen vorgenommen werden:

$$\begin{aligned} [x_2 y \cdot 1] &= [x_2 y] - \frac{[x_1 x_2]}{[x_1 x_1]}, \\ [x_2 x_2 \cdot 1] &= [x_2 x_2] - \frac{[x_1 x_2]}{[x_1 x_1]} [x_1 x_2] \end{aligned}$$

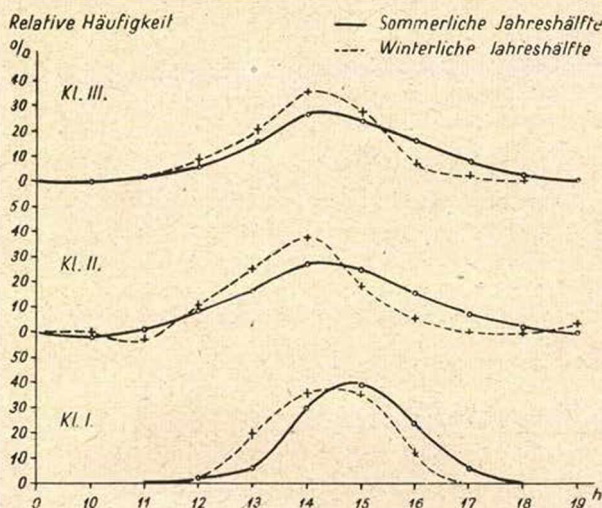


Fig. 1. Die relative Häufigkeit der Einstellzeiten der Temperaturmaxima

Zur Bestimmung der freien Konstante a dient die folgende Gleichung :

$$a = \bar{Y} - b_1 \bar{X}_1 - b_2 \bar{X}_2, \quad (4)$$

wo die überstrichenen Werte die Mittelwerte der entsprechenden nicht überstrichenen Mengen bedeuten.

Wie gesehen, ist zur Bestimmung der konstanten Mengen die Berechnung der Mittelwerte der fraglichen Mengen, ihrer Abweichungen von den betreffenden Mittelwerten und deren Produktsummen notwendig. Die gewünschten Werte sind in Tabelle II, aufgelöst auf die einzelnen Klassen, dargestellt.

Tabelle II

Die die Charakteristiken der Gleichungen bestimmenden Konstanten

	\bar{Y}	\bar{X}_1	\bar{X}_2	$[y \ y]$	$[x_1 \ x_2]$
I.	20,7	55,18	339,32	16 909,62	407,41
II.	17,5	54,68	328,15	22 561,08	514,79
III.	11,8	54,29	196,54	45 872,16	956,36
m	5,3	13,48	68,40	69 393,21	208,46

	$[x_2 \ x_2]$	$[y \ x_2]$	$[y \ x_1]$	$[x_1 \ x_2]$
I.	3 003 478,03	156 548,29	2 322,91	18 389,07
II.	5 605 306,70	258 311,96	2 975,83	28 203,00
III.	10 566 939,62	542 559,48	5 511,21	53 624,26
m	482 690,95	-62 058,99	3 491,40	-2 539,09

Anhand der Werte in der Tabelle gestalten sich die gesuchten Gleichungen wie folgt :

$$\begin{aligned}
 Y_I &= -240,87 + 4,573 X_{II} + 0,025 X_{2I}, \\
 Y_{II} &= -237,26 + 4,521 X_{III} + 0,023 X_{2II}, \\
 Y_{III} &= -213,08 + 4,030 X_{III} + 0,031 X_{2III}, \\
 Y_m &= -188,65 + 15,079 X_{III} + 0,137 X_{2m}.
 \end{aligned} \quad (1b)$$

Wir bezeichnen den partialen Korrelationskoeffizienten durch r_{IM} , falls es sich um die Korrelation zwischen Temperaturmaximum und relativem Geopotential handelt, und mit r_{2M} , falls er die Zusammenhänge zwischen Globalstrahlung und Temperaturmaximum representieren soll. Der Ausdruck r_{Im} bezeichnet den partialen Korrelationskoeffizienten zwischen Temperaturminimum und Geopotential, wogegen r_{2m} die Korrelation zwischen effektiver Ausstrahlung und Temperatur beschreibt. Die Werte der einzelnen partialen Korrelationsfaktoren sind wie folgt :

$$\begin{aligned}
 r_{IMI} &= 0,81 ; r_{IMI} = 0,87 ; r_{IMIII} = 0,83 ; r_{Im} = 0,92, \\
 r_{2MI} &= 0,71 ; r_{2MII} = 0,72 ; r_{2MIII} = 0,78 ; r_{2m} = -0,32.
 \end{aligned}$$

Die enge Verbindung zwischen den einzelnen Mengen wird auch schon durch die hohen Werte der Koeffizienten angedeutet. Wir wollen den Wert von r_{2m} besonders herausheben : sein negativer Wert drückt den physikalischen Umstand aus, dass je grösser die effektive Ausstrahlung, desto tiefer

das Temperaturminimum liegt. Sein relativ niedriger Wert wird dadurch erklärt, dass es nicht die Verbindung zwischen Abkühlungswert und effektiver Ausstrahlung beschreibt, sondern auf den Zusammenhang zwischen Temperaturminimum und Ausstrahlung hindeutet. Das Temperaturminimum hängt, wie der Zusammenhang mit dem integrierten Wärmegehalt der Luft zeigt, in grösserem Masse von diesem letzteren ab. Wir erhalten jedoch charakteristischere Kennwerte, wenn wir mit der Hilfe der Messzahlen C_1 bzw. C_2 die Frage untersuchen, inwieweit die eine oder die andere Menge in der Bestimmung des abhängigen Variablen Y mitspielt. Nach der Theorie der Korrelationsrechnung mit mehreren Veränderlichen ist

$$C_1 = b_1 \frac{[x_1 y]}{[y y]}, \quad C_2 = b_2 \frac{[x_2 y]}{[y y]}. \quad (5)$$

Die entsprechenden Werte von C_1 und C_2 sind:

$$C_{1MI} = 0,628; \quad C_{1MII} = 0,592; \quad C_{1MIII} = 0,485; \quad C_{1m} = 0,754,$$

$$C_{2MI} = 0,236; \quad C_{2MII} = 0,263; \quad C_{2MIII} = 0,365; \quad C_{2m} = 0,112.$$

Die Masszahlen C zeigen, den Korrelationsfaktoren ähnlich, dass in der Bestimmung der Extremwerte der Temperatur der integrierte Wärmegehalt eine wichtigere Rolle spielt als die Strahlungsmenge. Die Annahme scheint wahrscheinlich, dass der Wärmegehalt den Wert des Höchst- bzw. Kleinstwertes bestimmt, wogegen die Strahlung für die Schwankungen um diesen Wert verantwortlich ist.

Die Werte des Korrelationsfaktors r_2 bzw. der Masszahl C_2 in den einzelnen Klassen scheinen auffallend zu sein. Offenbar ist die einfallende Globalstrahlung an klaren Tagen am grössten und an bewölkten Tagen am kleinsten. Doch tritt r_2 und C_2 gerade in den klaren Tagen mit einem Minimum und in den bewölkten mit einem Maximum auf. Wir wollen jedoch beachten, dass auch an den von uns als klar gekennzeichneten Tagen eine Bewölkung bis 3 Zehntel auftreten kann. Andererseits können wir aus der ersten Tabelle sehen, dass die Zahl der klaren Tage in den Sommermonaten in Verhältnis zunimmt. In Anbetracht dieser Umstände können wir sagen, dass wir in diesen Tagen mit einer gewissen Cumuluswolkenbildung zu rechnen haben. Jedoch stammt die zur Bildung der Cumuluswolken notwendige Energie aus der Einstrahlung her. Eine grössere Bewölkung ist meistens mit einer Frontbildung verbunden, so dass an solchen Tagen ein grösserer Teil der absolut genommen kleineren einfallenden Strahlung auf die Erwärmung der unteren tieferen Luftschichten entfällt.

Die partialen Korrelationskoeffizienten und die Masszahlen C geben nur über die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Elementen Auskunft. Die Kennzahl der Güte der Korrelation zwischen den drei Elementensystemen ist der vollständige Korrelationskoeffizient:

$$R^2 = 1 - \frac{[y y \cdot 2]}{[y y]}, \quad (6)$$

wo

$$[y y \cdot 2] = [y y \cdot 1] - \frac{[x_2 y \cdot 1]}{[x_2 x_2 \cdot 1]} [x_2 y \cdot 1]$$

und in letzterer Gleichung

$$[y y \cdot 1] = [y y] - \frac{[x_1 y]}{[x_1 x_1]} [x_1 y]$$

Zur Bestimmung von R^2 sind auch die Werte der Tabelle II notwendig. Die Werte des vollständigen Korrelationskoeffizienten sind :

$$R_{MI} = 0,928, R_{MII} = 0,929, R_{MIII} = 0,931, R_{MIV} = 0,980.$$

Folglich weisen die Werte des vollständigen Korrelationskoeffizienten in allen Fällen auf eine sehr enge Verbindung hin.

Eine Kennzahl der Güte der Korrelation ist neben dem vollständigen Korrelationskoeffizienten das durch

$$G^2 = 1 - \frac{m^2}{\sigma_0^2} \quad (7)$$

gegebene Güte-Mass. Hier ist

$$m = \sqrt{\frac{[y y \cdot 2]}{N - 2}} \quad \text{und} \quad \sigma_0 = \sqrt{\frac{[y y]}{N}}, \quad (8)$$

wo N die Zahl der Fälle bedeutet. Die Werte von G^2 für die einzelnen Klassen sind :

$$G_{MI}^2 = 0,860; \quad G_{MII}^2 = 0,859; \quad G_{MIII}^2 = 0,863; \quad G_m^2 = 0,966.$$

Wie R , so zeugt auch das Gütemass von einer sehr engen Korrelation.

Es bleibt noch zu beweisen, dass die bearbeiteten drei Jahre eine hinreichen lange Periode zur Beweisung des Zusammenhanges darstellen. Diese Frage kann im Lichte des Ausdrucks

$$S = R \sqrt{N} \quad (9)$$

untersucht werden. Falls dieser Wert grösser als 3 ausfällt (6), so kann die bearbeitete Reihe als hinreichend betrachtet werden. In unserem Falle nimmt S die untenstehenden Werte an :

$$S_{MI} = 11,94; \quad S_{MII} = 13,96; \quad S_{MIII} = 21,26; \quad S_m = 29,63.$$

Folglich ist zur Nachweisung des Zusammenhanges die Serie von drei Jahren mehr als hinreichend.

Wir haben im nächsten Schritt anhand von (1b) die Prognose der wahrscheinlichsten Werte der Temperaturmaxima und -Minima versucht. Zu diesem Zweck haben wir im Falle der Temperaturmaxima den in geopotentialen Hektometern ausgedrückten Wert des aus dem nächtlichen Radiosondenaufstieg gewonnenen relativen Geopotentials von 500/1000 mb, sowie den zu erwartenden Wert der Globalstrahlung nötig. Im Falle von Temperaturminima brauchen wir die Bestimmung der effektiven Ausstrahlung und den in geopotentialen Hektometern ausgedrückten Wert des im vorigen Nachmittags gemessenen relativen Geopotentials von 850/1000 mb. Die Geopotentiale werden durch die Radiosondenmessungen geliefert; die in der Aufbauzeit der Temperaturmaxima einfallende Globalstrahlung wird — in

monatlichem Durchschnitt — anhand der bearbeiteten drei Jahre in Abb. 2 dargestellt.

Selbstredend finden wir den gleichmässigsten Gang an den klaren Tagen, jedoch ist der Gang der wolkigen Tage noch hinreichend regelmässig. Der jährliche Gang der bewölkten Tage ist bereits nicht so gleichmässig, jedoch noch immer regelmässig genug, um mittels der auf die einzelnen Tage bezogenen Werte die Prognose vornehmen zu können.

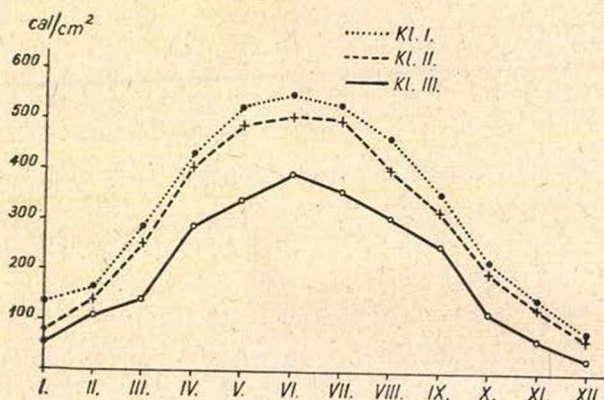


Fig. 2. Monatsdurchschnitte der den Temperaturhöchstwert gestaltenden Globalstrahlung.

Die Bestimmung der effektiven Ausstrahlung haben wir mit der Methode von H. M. Bolz und H. Fritz vorgenommen (11). Laut dieser Methode ist im Falle eines wolkenlosen Himmels die Rückstrahlung (G_0) gegeben durch

$$G_0 = s \sigma T^4. \quad (10)$$

Den Wert von σT^4 finden wir in tabellarer Form in (11), wogegen die vom Dampfdruck e abhängigen s -Werte nach H. M. Bolz und H. Fritz die folgenden sind:

Tabelle III

Die Werte von s laut H. M. Bolz und H. Fritz

e mm	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	—	0,637	0,686	0,720	0,745	0,762	0,775	0,784	0,792	0,798	0,803
10	0,803	0,807	0,811	0,813	0,815	0,816	0,817	0,818	0,819	0,819	0,819

Im Falle einer Bewölkung muss man den Wert G_0 mit einem von der Art und Verbreitung der Wolke abhängigen Faktor C multiplizieren:

$$G_w = G_0 C \quad (11)$$

Die Werte des Faktors C sind in Abb. 3 ersichtlich.

Endlich können wir den Strahlungsverlust eines schwarzen Körpers (SV_w) wie untenstehend berechnen:

$$SV_w = \sigma T^4 - G_w. \quad (12)$$

Wir haben anhand der monatlichen Durchschnitte der Globalstrahlung und der mit der Methode von H. M. Bolz und H. Fritz bestimmten Strahlungsverluste die Prognose der extremen Temperaturwerte für den 10., 20. und 30. eines jeden Monats versucht. Unsere Ergebnisse sind in Tabelle IV zusammengefasst.

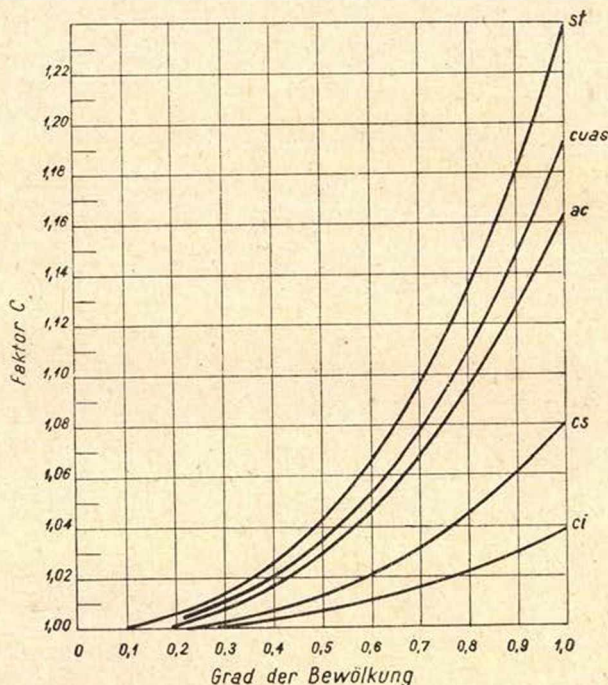


Fig. 3. Die Werte des Faktors C zur Bestimmung der Rückstrahlung eines bewölkten Himmels, nach H. M. Bolz und H. Fritz

Es geht aus unserer Tabelle IV die synoptische Anwendbarkeit des Verfahrens hervor. Wenn wir die Genauigkeit der Voraussage innerhalb des üblichen Intervalles von 3° zu halten wünschen, so können wir die Temperaturminima mit einer etwa 86 prozentigen, die Maxima mit einer 83 prozentigen Wahrscheinlichkeit vorhersagen. Wir bemerken noch im Zusammenhang mit Tabelle IV, dass wir deshalb den 10., 20. und 30. eines jeden Monats gewählt haben, um soweit wie möglich eine gleiche Zahl günstiger und ungünstiger Tage zu erhalten. Die Richtigkeit dieser Wahl wird bewiesen dadurch, dass wir im Laufe einer vorhergehenden Analyse über Eintreffungswahrscheinlichkeit (12) für eine Genauigkeitsschwelle von 3° eine Wahrscheinlichkeit von 85% erhalten haben.

Die gemessenen und prognostierten Extremwerte der Temperatur

Datum	Minimum °C			Maximum °C		
	Gemessen	Berechnet	abs. Wert des Unterschiedes	Gemessen	Berechnet	abs. Wert des Unterschiedes
1957. I. 10	— 4,0	— 5,4	1,4	— 0,7	7,2	7,9
I. 20	— 12,1	— 11,9	0,2	— 5,6	3,1	8,7
I. 30	— 6,6	— 1,0	5,6	1,0	6,7	5,7
II. 10	1,3	3,9	2,6	13,6	7,8	4,8
II. 20	— 2,5	— 4,7	2,2	9,1	8,2	0,9
II. 28	— 3,8	— 8,4	4,6	5,0	3,5	1,5
III. 10	— 3,0	— 5,6	2,6	8,5	8,3	0,2
III. 20	5,0	2,4	2,6	20,7	18,3	2,4
III. 31	1,2	— 1,5	2,7	13,1	11,4	1,7
IV. 11	7,6	9,9	2,3	15,9	18,1	2,2
IV. 20	7,6	6,7	0,9	15,4	13,5	1,9
IV. 30	13,4	10,9	2,5	26,2	23,7	2,5
V. 10	4,2	3,1	1,1	12,0	15,0	3,0
V. 20	14,5	13,7	0,8	28,6	26,7	1,9
V. 30	4,6	6,0	1,4	—	—	—
VI. 10	14,8	16,5	1,7	29,4	25,5	3,9
VI. 20	15,9	13,4	2,5	28,6	28,9	0,3
VI. 30	17,4	15,2	2,2	32,6	31,0	1,6
VII. 12	17,4	20,1	2,7	23,6	25,2	1,6
VII. 19	14,5	14,6	0,1	27,7	27,1	0,6
VII. 30	14,6	13,9	0,7	23,6	24,3	0,7
VIII. 10	16,9	14,1	2,8	26,4	28,2	1,8
VIII. 20	9,7	14,0	4,3	23,6	23,2	0,4
VIII. 30	9,5	6,3	3,2	19,7	19,8	0,1
IX. 10	14,3	12,9	1,4	25,1	22,7	2,4
IX. 20	9,0	8,7	0,3	23,4	22,1	1,3
IX. 30	9,4	8,3	1,1	14,5	17,0	2,5
X. 10	6,0	5,4	0,6	18,7	21,3	2,6
X. 20	9,9	9,9	0,0	18,8	18,3	0,5
X. 30	5,2	2,6	2,6	16,5	18,5	2,0
XI. 10	3,9	5,7	1,8	14,3	13,2	1,1
XI. 20	1,0	— 1,6	2,6	4,0	1,2	2,8
XI. 30	— 6,0	— 4,2	1,8	1,4	3,2	1,8
XII. 10	2,4	2,4	0,0	7,2	5,0	2,2
XII. 20	— 0,6	— 3,5	2,9	2,9	3,5	0,6
XII. 30	— 2,1	1,4	3,5	— 1,3	2,2	3,5

Es wäre vorzuschlagen, anstatt der monatlichen Durchschnitte der Globalstrahlung die Werte der prognostizierten Globalstrahlung anzuwenden, jedoch kommt das vorläufig noch nicht in Frage, da eine derartige Methode in Bezug auf Budapest uns gegenwärtig noch nicht zur Verfügung steht.

Unsere Methode mit einem früher entwickelten Verfahren (5, 9) und mit den Ergebnissen anderer Verfasser (3, 7) vergleichend, können wir feststellen, dass sich mit der Einführung der Analyse der Strahlungen die Anwendbarkeit der Vorhersageformel auf das Doppelte erhöht. Es spricht auch der Umstand für die praktische Anwendbarkeit der Formel, dass man mit ihrer Hilfe die wahrscheinlichsten Werte der zu erwartenden Temperaturextreme rasch bestimmen kann. Jedoch ist ihre Anwendung begrenzt dadurch, dass — da es

sich um eine statistische Methode handelt — sie in erster Reihe für die Stelle gültig ist, wofür sie aufgestellt worden ist, nämlich für das Observatorium von Budapest.

LITERATUR

1. Scherhag, R.: Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin, 118. 1948.
2. Reuter, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Wien, 143—149. 1954.
3. Knizek, F. und Reuter, H.: Über den Wärmehaushalt der unteren Luftschichten an heiteren Tagen und die Prognose des Maximums der Lufttemperatur. *Arch. f. Met. Geoph. u. Biol. S. A. 9*, 324—338. 1956.
4. Bucsí J.: A hőmérséklet délelőtti alakulásának előrejelzése az éjjeli rádiószondás felszállás alapján derült napokon. (Vorhersage der vormittäglichen Gestaltung der Temperatur anhand des nächtlichen Radiosondenaufstiegs für klare Tage.) *Berichte* 270—282. 1953.
5. Rákóczi F.: Az 500/1000 mb-os relativ geopotenciál kapesolata a napi hőmérsékleti maximummal derült napokon. (Die Verbindung zwischen dem relativen Geopotential von 500/1000 mb und dem täglichen Temperaturmaximum an klaren Tagen.) *Időjárás*, 61, 419—423.
6. Bogárdi J.: Korreláció-számítás és alkalmazása a hidrológiában. (Korrelationsrechnung und Anwendungen in der Hydrologie.) Budapest, 117—120. 1952.
7. Reuter, H.: Forecasting Minimum Temperatures. *Tellus*, 3, 141—147. 1951.
8. Lamp, W.: Angenäherte Bestimmung des Temperaturminimums bei Ausstrahlungsnächten auf dem Flughafen Rhein. — *Main. Met. Rundschau*, 10, 170—172.
9. Rákóczi F.: Kísérlet a hőmérsékleti minimum előrejelzésére a 850/1000 mb-os relativ geopotenciál alapján derült napokon. (Versuch einer Voraussage des Temperaturkleinstwertes anhand des relativen Geopotentials von 850/1000 mb für klare Tage.) *Időjárás*, 62, 83—99.
10. Kozma F.: A harmatpont és a helyi fagyelőrejelzések. (Der Taupunkt und die lokalen Frostvoraussagen.) *Időjárás*, 60, 159—167.
11. Bolz, H. M. und Fritz, H.: Tabellen und Diagramme zur Berechnung der Gegenstrahlung und Ausstrahlung. *Zeitschrift f. Met.* 4, 314—317. 1950.
12. Rákóczi F.: A hőmérsékleti maximumot kialakító két fontos tényező vizsgálatáról. (Über die Untersuchung zweier wichtigen, das Temperaturmaximum bestimmenden Faktoren.) *Időjárás*, 63, 1—6.